

Title	大気の大気と渦の相互作用 (乱れの発生,維持機構および統計法則の数値)
Author(s)	新野, 宏
Citation	数理解析研究所講究録 (2002), 1285: 162-169
Issue Date	2002-09
URL	http://hdl.handle.net/2433/42442
Right	
Type	Departmental Bulletin Paper
Textversion	publisher

大気対流と渦の相互作用

東大・海洋研 新野 宏 (Hiroshi Niino)

Ocean Research Institute

The University of Tokyo

1. はじめに

地球流体中では、対流と渦とシア流が複雑な相互作用を繰り返して、数多くの興味深い現象を作り出している。ここでは、大気中の現象を中心にして、対流と渦の相互作用の形態を概観してみたい。

2. 木星の縞模様と大赤斑

木星大気の運動によって日射によるエネルギー供給と内部からの加熱は同程度に重要と考えられている。探査機で見られる木星大気の縞状構造の形成には、対流によるとする説、地衡流乱流のエネルギー

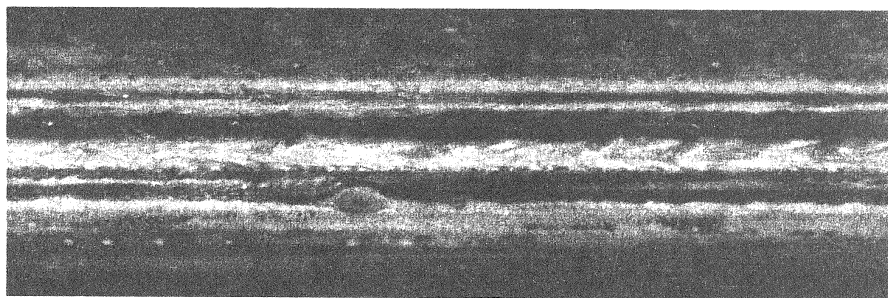


図 2.1 米探査機 Cassini が 2000 年 10 月 31 日～11 月 9 日にかけて撮影した木星の帯状流と大赤斑。60N-60S の帯状の領域を 360 度示してある。水平分解能は 600km(http://ciclops.lpl.arizona.edu/ciclops/images_jupiter.html より)。

のアップワード・カスケードが β 効果 (コリオリ係数 f が緯度により変化することによる効果) によって有限のスケールで抑えられるとする説、ロスビー・ソリトン説など様々なものがある。また、300 年以上長続きしている大赤斑が水平シア流・対流・小スケールの乱流渦からどのようにエネルギーを供給されているかも興味深い。残念ながらその力学を論ずるに足る観測結果は未だ十分に得られていないが、最近米探査機 Cassini の映像から作成された動画 (図 2.1 の図説のアドレス参照) は、渦とシア流・対流の相互作用の極めて魅力的な実例を提供している。

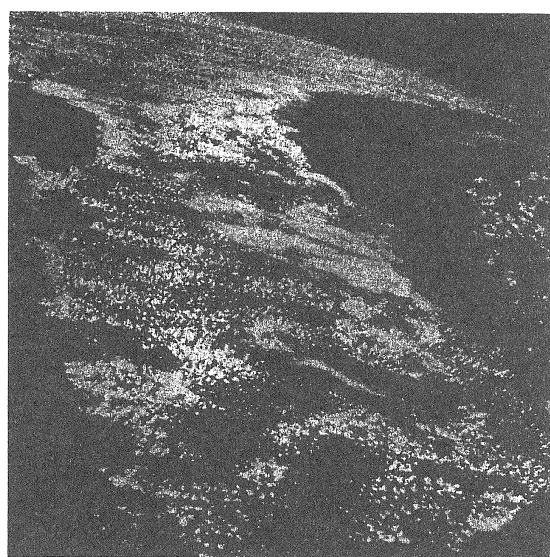


図 3.1 有人衛星ジェミニ 5 号から見たフロリダ半島上の積雲 (1965 年 8 月 22 日 18 時 38 分 UTC) (浅井, 1983)

3. 筋状雲

図 3.1 は、フロリダ半島上空から有人衛星ジェミニ 5 号が撮った写真で、半島の上だけ

に発生した積雲が、白い点々として見えている。これは、日中、半島上で日射により地面が加熱されるため、大気下層の密度成層が不安定となってレーリー・ベナール型の熱対流が生じたことによる。液体中でレーリー・ベナール型の熱対流が発生するためには、温度の鉛直勾配が負になることが必要であるが、大気のような気体中ではその圧縮性のために事情が変わってくる。地表面近くの空気塊を断熱的に上空に持ち上げると、気圧は上空ほど低くなっているため、空気塊は膨張して周囲の大気に対して仕事をする。このため、空気塊の内部エネルギーは減少して、その温度は下がる。温度の下がり方は、 $g/C_p=9.8\text{K/km}$ で与えられ、気象学では乾燥断熱減率と呼ばれる。ここで、 g は重力加速度、 C_p は空気の定圧比熱である。従って、大気中でレーリー・ベナール型の熱対流が発生するためには、温度の鉛直勾配が乾燥断熱減率より大きくなる必要がある。

通常大気は 6.5K/km 程度の温度勾配を持つ安定な密度成層をしている。しかしながら、日射により地面が加熱されると、これに接する大気が暖められて、その温度勾配は乾燥断熱減率を越えることが多い。このため、レーリー・ベナール型の熱対流が発生するのである。ところで、大気中には水蒸気が含まれている。水蒸気を多く含む地表面近くの空気塊が、熱対流の上昇流により上空に持ち上げられるとき、その気温は乾燥断熱減率に従って下がる。空気中に含むことのできる水蒸気量は、気温の降下と共に減少するので、ある高度まで達すると湿度が 100% となり、最初から持っていた水蒸気をこれ以上持ちきれなくなってしまう。このため、水蒸気の一部は凝結して微小な水滴（雲粒）となる。こうして、上昇流の領域が雲により可視化されたのが図 3.1 である。

図 3.2 は、人工衛星 NOAA-12 号が撮影した 2001 年 2 月 3 日の日本付近の可視光による画像である。北海道の西の日本海上から太平洋にかけて、筋状の雲の列が見

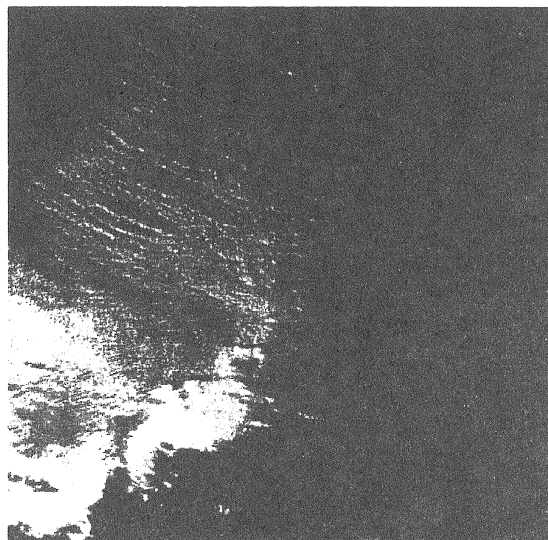


図 3.2 NOAA-12 号から見た寒気の吹き出しに伴う日本付近の筋状雲 (2001 年 2 月 3 日) (東北大学計算機センター提供)

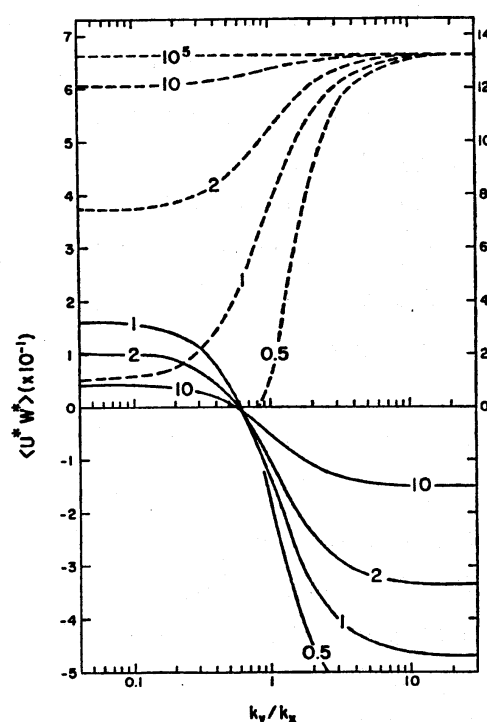


図 3.3 x, y 方向の波数 k_x, k_y の比に対する鉛直方向の水平運動量輸送 $\langle U'W' \rangle$ (実線; 左縦軸) と擾乱の増幅率 (破線; 右縦軸) の依存性。曲線上の数字は Richardson 数の絶対値 (Asai, 1970)。

える。このような雲は冬に大陸から冷たい空気が相対的に暖かい海上に吹き出したときに生ずることが多い。雲のできる理由は、図 3.1 と似ている。暖かい海上に大陸の冷たい空気が吹き出してくると温度勾配が乾燥断熱勾配を超え、レーリー・ベナール型の対流が発生する。上昇流が雲で可視化されるのも同様であるが、図 3.1 と違って、筋状になっている理由は、海上を吹く風の鉛直シアにあると考えられている（例えば Asai, 1970）。主流の方向に x 軸、これを横切る方向に y 軸、鉛直方向に z 軸をとり、それぞれの方向の風速を u 、 v 、 w としよう。距離 d だけ離れた上下の境界で温度が一定（温度差 ΔT ）なのは、通常のレーリー・ベナール対流と同じだが、下の境界は静止しており、上の境界が x 方向に速度 Δd で移動しており、層内に一様な鉛直シア Λ がある点が異なっている。このとき、擾乱の発達率を主流方向の波数 k_x とこれを横切る方向の波数 k_y の比及び対流 Richardson 数 $Ri = g \alpha \Delta T / \Lambda^2 d$ の関数として示したのが図 3.3 である。 Ri が大きい（鉛直シアが弱い）ときは発達率は k_y/k_x によらないが、 Ri が小さく（鉛直シアが強く）なると、 k_y/k_x の小さな擾乱は発達が抑えられることがわかる。

図 3.3 には、鉛直方向の水平運動量フラックス $\langle U^*W^* \rangle$ も示してある。基本場の鉛直シアは一定で正なので、これは擾乱から基本場への運動エネルギー変換を示していると考えられることもできる。図から k_y/k_x が 0.5 より小さいと擾乱は基本場のシア流に運動エネルギーを供給する構造になるため、増幅が抑制されてしまうことがわかる。このように、鉛直シア流の存在は熱対流の形態を線形安定性のレベルで強く制御することになる。

4. 線状対流雲に生じた渦列

1995 年 4 月 11 日、静止気象衛星 GMS-5 号の赤外画像を見ていて、沖縄南東海上に発生した線状の対流雲（以下雲バンド）の中に時計回りの渦列を見つけた（Toyoda et al., 1999）。12–18UTC までの 1 時間毎の画像を短冊状に切り取って並べたのが図 4.1 である。これから、渦列の波長は約 200km、発達時間は約 3 時間、位相速度は北東に 22m/s であることがわかる。このような大きなスケールで時計回りの渦列が見られることは珍しい。

図 4.2 は雲バンドが北西から南東へ向けて通過した那覇の高層観測で得られた雲バンド方向の風速の時系列である。雲バンドがほぼ

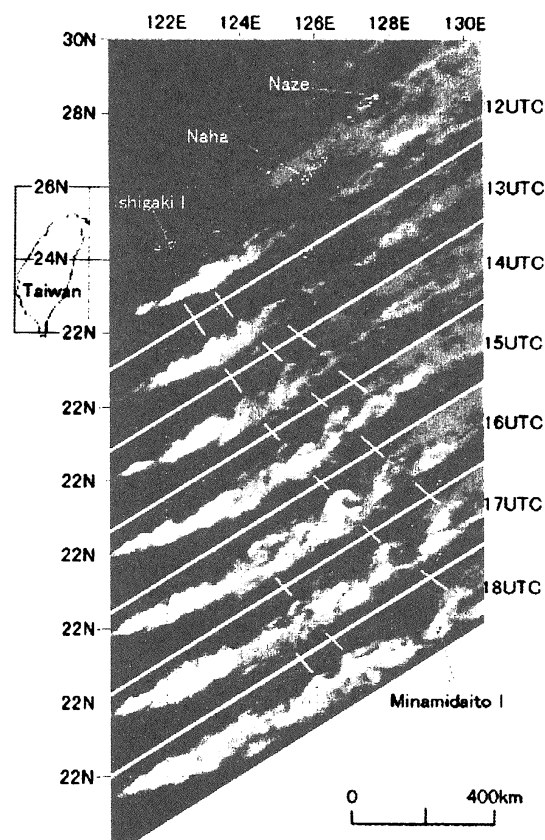


図 4.1 1995 年 4 月 11 日沖縄南東海上に見られた線状対流雲上の渦列の時間変化。静止気象衛星 GMS-5 号による画像を短冊状に並べた。UTC は世界標準時 (Toyoda et al., 1999)。

定常性を保って移動したと考ええると、これは雲バンド周辺の風速の水平-鉛直断面と考えることができる。雲バンドが通過した4月11日0時UTC頃に、700hPa(高度約3km)より上では風速が弱く、これより下では風速が強くなっている。雲バンドが、深い対流雲からなっていることを考えると、このような風速分布は対流による水平運動量の鉛直混合が起きたために生じたと考えられる。

気象庁で数値天気予報に用いられていた日本域スペクトルモデル(JSM: Japan Spectral Model; Segami et al., 1989)を用いて、渦列の形成された時刻の大気の状態を再現してみると、観測された雲バンドに対応する雲域がよく再現され、その鉛直断面内の風速分布を見てみると、図4.2に良く似た風速分布が得られた。そこで、この

風速分布と温度分布を基本場として、その中に生じた微小振幅擾乱の振舞を線形安定論で調べた。その結果、最も発達する擾乱の波長は約200km、位相速度約20m/s、増幅時間は約6時間で、その振幅は渦列の観測された高度約450hPa付近に集中していることがわかった。この擾乱の特徴は、観測結果とよく一致している。擾乱のエネルギー収支をみると、擾乱の運動エネルギーのほとんどを、弱風域の北西側の時計回り渦度を持つ水平シア流の運動エネルギーからもらっており、この擾乱が順圧不安定(水平シアによる不安定)によって発達していることを示している。

本事例は、鉛直シア流中で発達した対流雲バンドが水平運動量の鉛直混合に貢献し、その結果大気中層で生じた水平シア流がシア不安定を起こして渦列が形成されたことを示している。

5. 竜巻を生ずる積乱雲

竜巻は大気中の深い対流である積乱雲が生み出す激しい鉛直軸周りの渦である。竜巻は非常に顕著な渦であるが、その寿命が短く(10分程度)、また水平スケールも小さい(直径100m~1km)ため、観測が難しく、未だにその形成過程は十分に理解されていない。

竜巻の形成機構には主として2通りあると考えられている。第1は、局地前線に伴う竜巻である。局地前線というのは、地形や地表面の特性などの要因の影響を受けて、地表から高度1-2kmの範囲で線状に風・温度などが急変するところを指す。このような前線付近では局地的な収束場となっていることが多い(そのために風や温度の勾配が大きくなっているのである)ので、上昇流が強制されやすく、積雲が

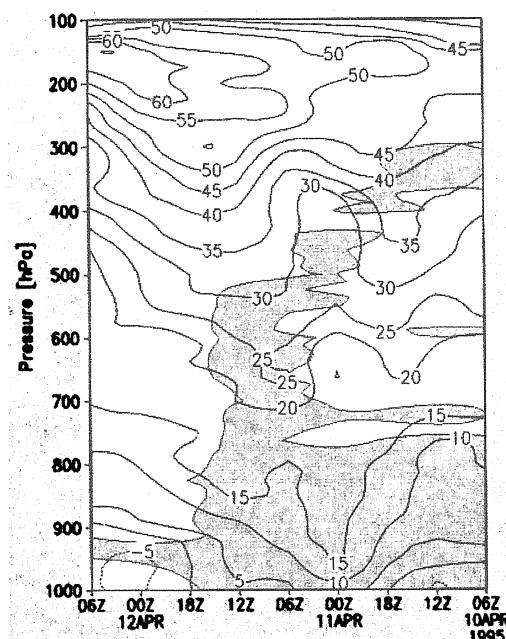


図4.2 那覇での高層観測で得られた線状対流雲に沿った方向の風速の高度分布の時系列。影は湿度70%以上の雲域を示す(Toyoda et al., 1999)。

発生しやすい。また、風の急変を伴うことから、大きな水平シアや鉛直渦度を伴っていることが多い。水平シアが強くなるとシア不安定を起こし、直径数 km 程度の渦がいくつも発生するようになる。このような渦の上空に積雲が発生すると、積雲の上昇流による引き伸ばし効果で、強い渦すなわち竜巻が形成される。水平シア流と対流のカップリングが重要な例である。この場合、積雲は上空の風に流されるため、局地前線の上に長くとどまるとは限らない。従って、このタイプの竜巻は弱いものが多く、寿命も短いものが多い。また、シア不安定の渦は多数できるので、同時に多くの竜巻が見られる場合が多いのもこのタイプの竜巻の特徴である。

一方、強い竜巻の多くはスーパーセルと呼ばれる特殊な積乱雲に伴って発生することが知られている。1990 年 9 月 19 日、台風 19 号が近畿地方を縦断していた頃、関東平野では夕方から夜にかけて少なくとも 3 つの竜巻が発生した。図 5.1 は関東平野のほぼ中心に位置するつくば市にある気象研究所のドップラーレーダーで観測した積乱雲の様子である。ここに示してあるのは、レーダーの反射強度の水平分布で、雨粒の強い(色が濃い)ところほど反射が強い。図には E、F、G の 3 つの積乱雲が見られる。これらの積乱雲の特徴として、その降水粒子の分布が、南北に長く伸びており、特にその南端が細長く突き出している(特に E に顕著)。そして、鉛直渦度が 10^{-2} s^{-1} より大きなメソサイクロンと呼ばれる低気圧循環がその南端近くにある。F、G では、この低気圧循環に雨粒が流されて、雨粒が東向きにフック状に突き出したフック・エコーと呼ばれる反射強度の分布が見られる。このような特徴をもった積乱雲はスーパーセルと呼ばれる。

当日、18 時から 24 時までの 6 時間に、関東平野では少なくとも 9 つのスーパーセルが観測された。そこで、気象研究所のすぐそばにある高層気象台の高層気象観測で 21 時に得られた風・温度・湿度の鉛直分布を水平一様の初期条件として与え、この中

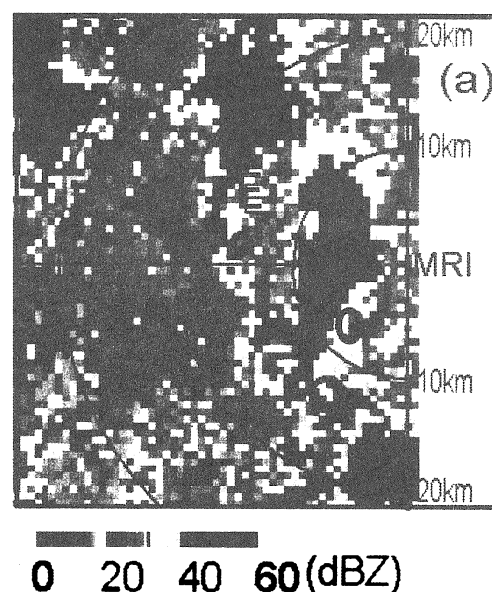


図 5.1 気象研究所(同心円の中心の MRI の印)のドップラーレーダーが捉えた竜巻を生ずる積乱雲。仰角 2.2 度の反射強度の PPI 画像。灰色の丸印は鉛直渦度が 10^{-2} s^{-1} 以上のメソサイクロンを示す。10km 毎の同心円は気象研究所からの距離を示す(Suzuki et al., 2000)。

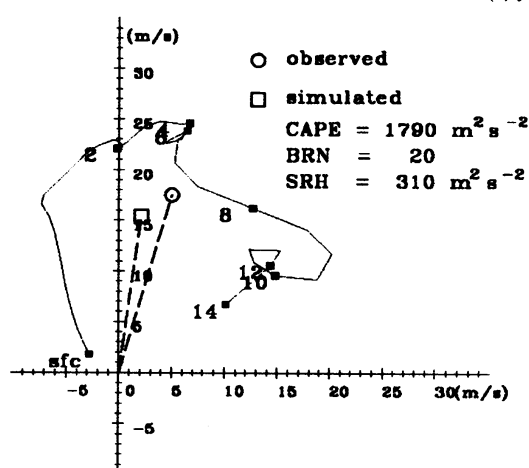


図 5.2 1990 年 9 月 19 日 21 時の高層気象台で得られた上空の風の hodograph。横軸は風の東向き成分、縦軸は北向き成分を表し、曲線状の数字は高度(km)を示す(Suzuki et al., 2000)。○と□は観測と数値シミュレーションによる積乱雲の動きを示す。

に積乱雲を発生させたときの振舞を数値シミュレーションにより調べた。この風速分布の特徴は、地表面付近の弱い南東風が、地上2km付近では23m/sの南風、8kmでは南西風と時計回りに変化すること、また地表から高度2kmまでの鉛直シアが 10^{-2}s^{-1} 以上と非常に強いことである。

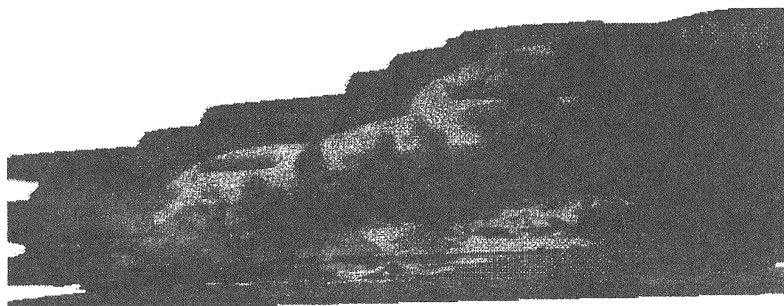


図 5.3 計算開始から 7800 秒後のスーパーセルの南東端の様子。最も色が濃いのは鉛直渦度が 0.02s^{-1} 以上の領域、次に濃いのは雲粒が 0.1g/kg 以上の領域、中くらいに濃いのは雨粒が 2g/kg 以上の領域(Noda and Niino, 2001)。

用いたモデルは ARPS Ver.4.2.1 (Xue et al., 1995)である。このモデルは、準圧縮性大気を扱う非静力学モデルで、3 方向の運動方程式に加えて、質量保存則、エントロピーの保存則、水蒸気・雲粒・雨粒の保存則、気体の状態方程式などからなっている。水平格子間隔が 500m の計算により、図 5.1 で見られた特徴を兼ね備えたスーパーセルが良く再現できることがわかった。更に、流跡線に沿った渦度収支の解析から、スーパーセル内のメソサイクロンの鉛直渦度は、基本場の風の強い鉛直シアの持つ水平渦度を対流雲内の上昇流で立ち上げてから引き伸ばすことで作られることが明らかになった(Niino and Noda, 2000)。

スーパーセルがうまく再現できたことから、スーパーセルに伴って発生した竜巻が再現できるかどうかを見るために、格子間隔を 150m にして同様の計算を行ってみた。図 5.3 は計算開始から 7800 秒後のスーパーセルの南東部の様子を示したものである。高度 1km 付近に水平スケール数 km にわたって鉛直渦度の大きなメソサイクロンがあり、その一番南端にあたる位置に柱状に鉛直渦度が大きな領域があることがわかる。流跡線に沿った渦度収支の解析から、竜巻の渦度の源もメソサイクロンと同様、基本場の水平風の鉛直シアにあるように見える。今後更に詳細な解析を進める予定である。

このように、竜巻とこれを発生させるスーパーセルの中の鉛直渦度の生成においては、鉛直シア流の持つ水平渦度を対流の上昇流で立ち上げることが非常に重要な役割を演じている。

6. 海洋上に棲む低気圧：ポーラーロウ

冬季の高緯度海洋上では、総観規模の低気圧が通

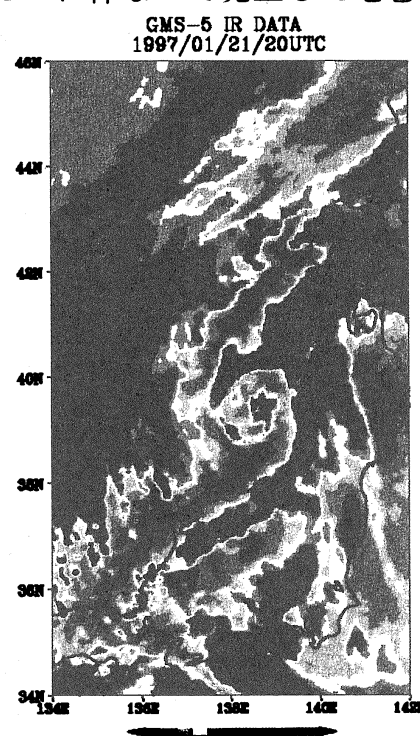


図 6.1 1997 年 1 月 21 日 20 時 UTC の静止気象衛星 GMS-5 の赤外面像 (気象庁提供)。

過した後の寒気側（気象学的に正確にいうと極前線の寒気側）に、しばしば水平スケールにして数 100km～1000km 程度のメソスケール低気圧が発生することがあり、ポーラーロウ（polar low；寒気内低気圧）と呼ばれている。図 6.1 は 1997 年 1 月 21 日に日本海で発生した顕著なポーラーロウの衛星写真である。熱帯の海上に発生する台風と同様に明瞭な眼とスパイラル状の雲バンドを持っているのがわかる。ポーラーロウは、急激に発達して強風や高波をもたらすため、arctic hurricane と呼ばれ、漁師などから恐れられている。しかしながら、発生場所が冬季の高緯度の海洋上という自然条件の厳しい場所であることに加えて、水平スケールが小さく、寿命も 1 日程度と短いため、良質の観測はほとんどない。このため、その発生・発達機構には未解明の点が多い。

近年、メソスケール数値モデルの発展と電子計算機の性能の向上により、ポーラーロウの発達に重要と思われる積乱雲を解像しつつ、ポーラーロウ自身をも適切に表現することのできる数値シミュレーションが可能となってきた。図 6.2 は図 6.1 の事例を、水平格子間隔 2km の気象研究所非静力学モデル(Saito et al., 2001)を用いて、22 日の 0 時 UTC の初期状態から 16 時間時間積分した結果で、気柱内の降水粒子をすべて水にしたときの重さが多いほど白くなっている。スパイラル状の雲バンド、眼、筋状の対流雲などがよく再現されている。モデルの結果から、ポーラーロウに伴う鉛直渦度は、海面から 200m 付近という下層で最も強く 10^{-3}s^{-1} を超えること、上昇流の軸が 1/5 程度の大きな傾きを持っていることなど、観測では見出すことの難しい微細な構造が明らかになってきている。

また、海面からの熱・水蒸気のフラックスや積乱雲内で放出される凝結熱を人工的に切った感度実験により、ポーラーロウの発達機構を調べてみたところ、この低気圧の発達には積乱雲内で放出される凝結熱の効果が最も重要であることが明らかになった(Yanase et al., 2001)。これから、ポーラーロウの発達には、渦に伴う回転境界層での収束により、中心付近で持ち上げられた空気が活発な積乱雲を生じ、雲内での凝結熱の発生が中心気圧の低下を促進して、更に中心への空気の流入を強めて渦が強化されるという「渦と積乱雲の協力的相互作用」が重要であることが示唆される。ただし、台風では地球の回転の存在が渦の強化に重要であるのに対し、ポーラーロウでは、もともとその発生環境にある、地球の回転よりも一回り大きなメソスケールの渦度場が重要であるように見える。今後、更に数値実験を進めて、その発生・発達機構を解明することが期待される。

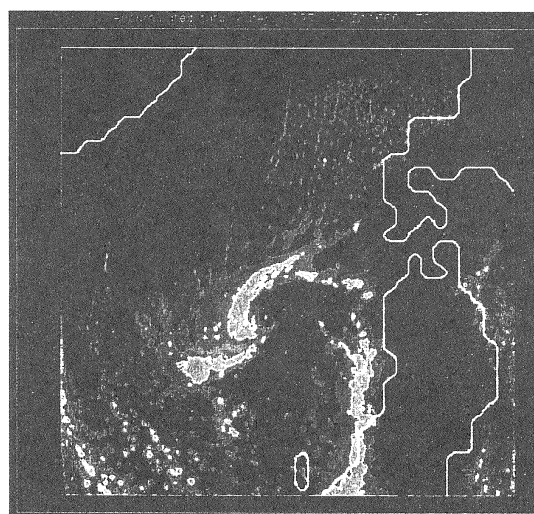


図 6.2 鉛直積分した全水量（雪・あられ・雨・雲水・雲氷の総計）の水平分布（1997 年 1 月 22 日 16 時 UTC）（Yanase et al., 2002）。

7. まとめ

以上、大気中における渦と対流、シア流と間の様々な相互作用を見てきた。本講演で解説した相互作用の例をまとめると、図 7.1 のようになる。球殻中の対流は水平シアを持つ帯状流を生成し、帯状流は渦を形成・維持する可能性がある（第 2 節：木星の帯状流と大赤斑）。鉛直シア流は筋状雲を組織化するが、

これは対流による運動量輸送・エネルギー変換と密接な関係がある（第 3 節）。鉛直シア流の中で対流は運動量輸送を行い、水平シアを作り出すが、これがシア不安定を起こして渦列を作ることがある（第 4 節）。鉛直シア流中で対流雲が生ずると、シアの持つ水平渦度が積乱雲の上昇流で立ち上げられて、鉛直渦度が形成され、スーパーセルや竜巻が形成される（第 5 節）。渦と対流が協力的な相互作用を行うことにより、ポーラーローや台風が形成される（第 6 節）。今後は、更に多様な相互作用を研究し、図 7.1 を充実させていくことを楽しみにしている。

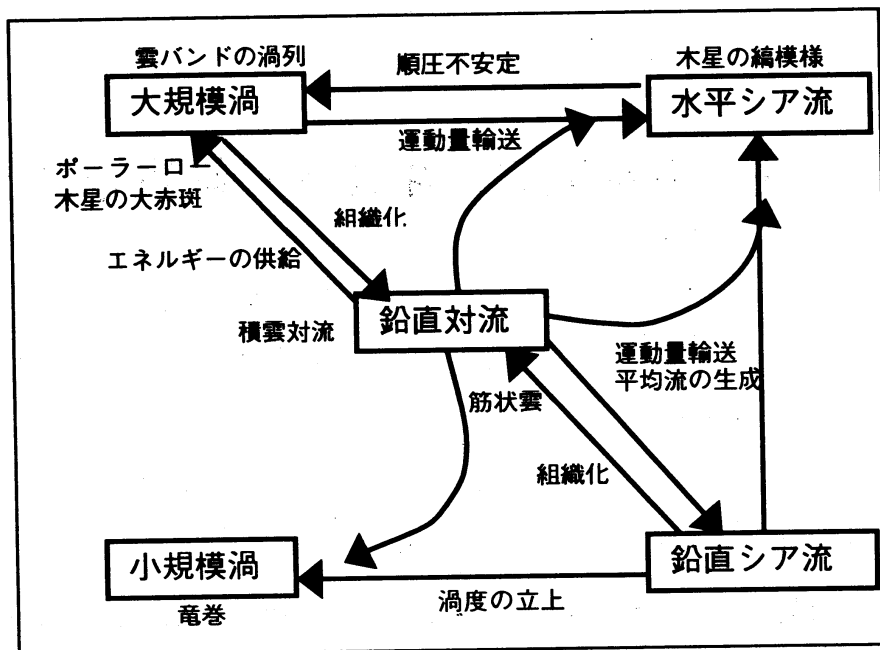


図 7.1 渦と対流、シア流との相互作用の概要図。

謝辞

東京大学海洋研究所の木村龍治先生には原稿に対する貴重なコメントをいただきました。

参考文献

- 浅井富男, 1983: 大気対流の科学、東京堂出版、220pp.
 Asai, T., 1970: J. Meteor. Soc. Japan, **48**, 18-29.
 Toyoda, E. et al., 1999: J. Atmos. Sci., **56**, 2637-2656.
 Niino, H and A. Noda, 2000: Preprint 20th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., 607-610.
 Noda, A. and H. Niino, 2001: Preprint 9th Conf. on Mesoscale Processes, Amer. Meteor. Soc., 552-556.
 Saito, K. et al., 2001: Tech. Rep. Meteor. Res. Inst., 133pp.
 Segami, A. et al., 1989: J. Meteor. Soc. Japan, **67**, 907-924.
 Suzuki, O et al., 2000: Mon. Wea. Rev., **128**, 1868-1882.
 Xue, M. et al., 1995: ARPS Ver. 4.0 User's Guide, 380pp.
 Yanase, W., H. Niino and K. Saito, 2001: Preprint 9th Conf. on Mesoscale Processes, Amer. Meteor. Soc., 497-501.
 Yanase, W., H. Niino and K. Saito, 2002: Geophys. Res. Letters (accepted).